# บทที่ 5
# การเคลื่อนที่ออกจากกัน


**5.1 จุดร้อน และการเคลื่อนที่ของแผ่น**

**5.2 สันสมุทร**

**5.3 ความแตกต่างระหว่างสันแผ่กว้างเคลื่อนที่เร็วกับช้า**

**5.4 ความสัมพันธ์ระหว่างอายุกับความลึกของแผ่นสมุทร**

**5.5 กำเนิดเปลือกสมุทร**

**5.6 การเปลี่ยนทิศร่องสมุทร (Rift Tropagation)**

# บทที่ 5
# การเคลื่อนที่ออกจากกัน

ก่อนที่จะอธิบายถึงการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาคออกจากกัน ผู้เขียนคิดว่าจำเป็นที่จะต้องพูดถึงภาวะก่อนที่จะเกิดการเคลื่อนที่ออกจากกันเสียก่อน ดังนั้นในบทนี้จึงแบ่งส่วนสำคัญออกเป็น 3ส่วน คือ (1)จุดร้อนใต้พิภพ และทางสามแพร่ง ที่เป็นต้นตอสำคัญที่จะนำไปสู่การเคลื่อนที่ออกจากกันของแผ่น และรวมไปถึงการแยกตัวขนาดยักษ์บนทวีป (2) มองลึกลงไปในสันสมุทร แนวภูเขาไฟที่ยาวที่สุดในโลก เพื่อดูลักษณะธรณีวิทยาของสันสมุทร และแผ่นสมุทร และ (3) ขอบทวีปที่เคลื่อนที่ออกจากกัน . . แหล่งขุมทรัพย์มโหฬารที่ประกอบด้วยตะกอนชั้นหนาที่อุดมด้วยทรัพยากรเชื้อเพลิงและแหล่งแร่

## 5.1 จุดร้อน และการเคลื่อนที่ของแผ่น

เป็นที่ยอมรับกันในปัจจุบันว่าแนวภูเขาไฟขนาดใหญ่ของโลกมักเกิดขึ้นในบริเวณขอบแผ่นธรณีภาค หรือแผ่นเปลือกโลก แต่ก็มีอยู่บ้างที่เกิดขึ้นภายในแผ่น การปะทุของภูเขาไฟภายในแผ่นเปลือกโลกนี้ทำให้เกิดเกาะใหญ่น้อยเรียงรายที่เป็นแนวยาวตรงหรือโค้ง หรืออาจเป็นแนวเขาใต้ทะเล เช่น แนวเกาะฮาวาย-เอมเพอเรอร์ หรือ แนวเกาะซามัวในมหาสมุทรแปซิฟิก (รูป 5.6) เป็นต้น หมู่เกาะเหล่านี้มีอยู่หลายแนวที่ดูเหมือนขนานกัน แต่ถ้าจุดศูนย์กลางของภูเขาไฟอยู่ใกล้กันมากก็อาจจะเกิดเป็นสันไร้การไหวสะเทือน (aseismic ridge) แทน เช่น สันเก้าสิบองศาตะวันออกในมหาสมุทรอินเดีย สันสกอตแลนด์-กรีนแลนด์ ในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ หรือสันชิโอแกรนดี และวัลวีส ในแอตแลนด์ติกใต้ โดยที่หมู่เกาะหรือแนวเกาะเหล่านี้มักเกิดอยู่กับบริเวณที่เปลือกโลกเกิดการโป่งบวน (swell) คิดแล้วประมาณ 10% ของผิวโลก และเป็นสาเหตุหลักของการเกิดทวีป หรือทวีปรังสรรค์นั่นเอง (Crough, 1979)

เป็นที่แน่ชัดว่าแนวเกาะเหล่านี้มักมีอายุอ่อนกว่าหินภูเขาไฟที่อยู่รอบข้างอย่างมาก และเชื่อว่าส่วนล่างของหินตามเกาะเหล่านี้เป็นพวกหินบะซอลต์โทลิไอด์ ขณะที่ส่วนบนเป็นพวกหินบะซอลต์อัลคาไลด์ (Karl และคณะ, 1988) ซึ่งมีแต่จำพวก Na และ K อยู่มาก เมื่อเทียบกับหินบะซอลต์สันสมุทร (หรือ MORB) แต่มีธาตุจำพวก Fe, Ti, Ba, Zr และ REE มากกว่า (Bonatti และคณะ, 1977) หินภูเขาไฟภายในแผ่นเหล่านี้จึงมักมีส่วนประกอบที่สอดคล้องกับหินเนื้อโลกขนาดแท้ผสมกับหินหรือสารในฐานธรณีภาค ดังนั้นจึงวางตัวอยู่ใต้เปลือกโลกที่หนา ที่อยู่ในแผ่น (ธรณีภาค) ที่บาง ซึ่งในที่สุดจะรวมตัวเข้ากับขอบทวีป กลายเป็นส่วนที่เราเรียกว่า ธรณีภูมิแปลกปลอม (suspected terrane)

ตัวอย่างจุดร้อยที่นักธรณีศาสตร์สนใจกันมากก็คือ แนวเกาะฮาวาย-เอมเพอเรอร์ ทางแปซิฟิกตอนกลางถึงเหนือ ซึ่งมีความยาวถึง 4,000 กม. แนวภูเขาไฟนี้เริ่มจากทางปลายสุดทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ คือ เกาะฮาวาย ซึ่งประกอบด้วยภูเขาไฟมีพลังไปจนถึงพวกที่ดับสนิทแล้ว และพวกที่เป็น กูโย่ (guyot) ที่ยุบตัวทางตะวันตกเฉียงเหนือสุด การหาอายุโดยวิธี K-Ar (Jackson และคณะม 1972) แสดงถึงอายุที่อ่อนลง จากทิศตะวันตกเฉียงเหนือไปยังตะวันออกเฉียงใต้ ด้วยอัตราเฉลี่ยประมาณ 99 มม ต่อปี (Mcdougall & Duncan, 1972) และตัดเข้าไปในส่วนของเปลือกสมุทรที่แก่กว่า คือ ประมาณอายุครีเตเชียส แนวภูเขาไปมักมีทิศทางที่เปลี่ยนแปลงไปตามการเวลาและการเปลี่ยนทิศทางนี้สอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงทิสทางของพื้นทะเลที่แผ่ขยายออกไปเมื่อ 4.3 ล้านปีที่แล้วมา จากแนวเอมเพอเรอร์ไปเป็นแนวฮาวาย (ดูรูป 5.6)

ศ.ทูโซ วิลสัน (Wilson, 1963) เป็นท่านแรกที่ได้อธิบายถึงการเกิดแนวภูเขาไปกลางแผ่นมหาสมุทรแปซิฟิกว่า น่าจะเป็นผลจากการที่แผ่นธรณีภาคเคลื่อนที่ผ่านจุดร้อน ในปัจจุบันเชื่อกันมากว่าจุดร้อยเหล่านี้ ปรากฏอยู่ถัดจากรอยต่อระหว่างแผ่นธรณีภาคกับฐานธรณีภาค และเกิดมาจากมวลพวยพุ่งมาจากเนื่อโลกส่วนล่าง (mantle plumes) ผลก็คือทำให้แผ่นธรณีภาคส่วนนั้นบางลง (Olson & Nam, 1986) หินภูเขาไปที่ได้จึงเกิดจากสารหลอมละลาย (melts) ภายใต้ความดันที่สูง และเกิดการแยกลำดับส่วนภายในมวลพวยพุ่งนั้น อาจกล่าวได้ว่ามวลพวยพุ่งแสดงถึงสารที่มีความเร็วการไหวสะเทือน (คลื่นแผ่นดินไหว) ต่ำ และตรวจสอบได้จากแบบจำลองสามมิติการไหวสะเทือน (Nataf & VanDecar, 1993) แม้ว่าในปัจจุบันการเกิดมวลพวยพุ่งนี้จะเป็นที่ยอมรับอย่างมาก แต่ก็มีนักธรณีศาสตร์บางท่าน (เช่น Turcotte & Orburgh, 1978 หรือ Pilgar, 1982) สงสัยว่ามีความจำเป็นมากขนาดไหนที่จะต้องนำเอาจุดร้อนมาอธบาย เพราะพวกเขาเชื่อว่าในบริเวณแผ่นเปลือกโลก แรงเค้นดึงออกภายในแผ่นสูง (intra-plate extensional stress) จนทำให้แผ่นเปลื่อกฏลกแยกตัวออกจากกันจนเกิดรอยแตก และมีหินหนืดจากชั้นฐานธรณีภาคบริเวณนั้นอาจไหลขึ้นมาตามรอยแตกได้จนกลายเป็นภูเขาไฟ ซึ่งวิธีนี้สามารถขจัดปัญหาการที่แหล่งพลังร้อนคงอยู่ค้างไว้ในชั้นเนื้อโลกอย่างยาวนานได้ แต่ก็ไม่สามารถอธิบายถึงการเกิดรอยแตกที่อยู่ๆ ก็ปรากฏขึ้นมาอย่างเฉียบพลันได้ ความรู้ความเข้าใจเรื่องจุดร้อนและการกำเนิดอาจหาอ่านได้จาก Duncan & Richards (1991)

ปี ค.ศ. 1971 ดับบิว เจ มอร์แกน (Morgan, 1971) ได้อธิบายว่ามวลพวยพุ่งนี้สามารถดำรงคงอยู่ ณ ตำแหน่ง ณ ที่นั้นไว้ได้เป็นระยะเวลายาวนาน ด้วยเหตุนี้จึงสามารถคำนวณหาอัตราการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาคต่างๆ ได้ ตรงที่จุดร้อนปรากฏ รูป 5.7 แสดงตำแหน่งจุดร้อนที่กระจายตัวอยู่ทั่วทั้งโลกจำนวนมากกว่า 40 จุดในปัจจุบัน (Stothers, 1993) อีก 20 ปีถัดมา ดับบิวเจ มอร์แกน (Morgan, 1981) ได้ใช้แนวคิดเดิมของเขาอธิบายการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาค ในมหาสมุทรแดตแลนด์ติกไปบนเนื้อโลก ในช่วง 200 ล้านปี ในมหาสมุทรแอตแลนด์ติก (รูป 5.8) โดยเขาอธิบายว่าจุดร้อนที่พบทั้งในทะเลและบนบกหลายจุดอาจอยู่ในตำแหน่งเดิมตลอดเวลา หรือไม่ก็มีการเคลื่อนทมี่ด้วยอัตราเร็วเพียงไม่กี่ ซม.ต่อปี ที่น่าสำคัญคือจุดร้อนที่ชื่อ แมไดอิรา (Madeira) ระหว่างเกาะกรีนแลนด์กับรัฐแลบราดอร์ของ

ประเทศคานาดา หรือจุดร้อนเซนต์เฮเลนา St. Helena) ระหว่างอฟริกาตะวันตกกับปราซิล อาจกลายเป็นจุดเริ่มต้นของการแยกแผ่นเปลือกโลกจุดใหม่ก็ได้ในอนาคต เนื่องจากแผ่นเปลือกโลกที่นี่บางตัวลงนั่นเอง

ในมหาสมุทรอินเดีย (รูป 5.9) เมื่อเรานำแนวจุดร้อนวางซ้อนบนแนวภูเขาไปทั้งบนบกและในทะเล เรากลับพบภาพที่ดีจนเหลือเชื่อ กล่าวคือ จุดร้อนที่ชื่อรียูเนียน (Reunion) มีส่วนพัวพันกับการเกิดที่ราบสูงเดคคาน (Deccan Trap) ในอินเดีย การที่แผ่นชมพูทวีป (หรือประเทศอินเดีย) เคลื่อนที่ขึ้นไปทางเหนือได้อาจถูกบันทึกไว้ด้วยสันในแนวเหนือ-ใต้ในมหาสมุทรอินเดียใกล้ๆ หมู่เกาะมอร์ดีฟและที่ราบสูงมาสคารีน (Mascarene Plateau) ปัจจุบันปรากฏเป็นแนวจุดร้อนใต้เขา ใต้ทะเล ที่ยาวประมาณ 150 กม.ทางตะวันตกของเกาะวียูเนียน ซึ่งเป็นเกาะภูเขาไฟมีพลัง

บนแผ่นทวีปก็ปรากฏให้เห็นจุดร้อนเหมือนกัน แต่ไม่แจ่มชัดเท่าในทะเล ผลที่สำคัญคือ เกิดการยกตัวเป็นโดม (domal uplift) ควบคู่กับแนวหินอัคนีชนิดอัลคาไลด์ (alkaline igneous activity) จนทำให้บริเวณนั้นเกิดการไหลร้อนที่สูง (high heat flow) และแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ Crough และคณะ (1980) ได้เสนอว่า การประทุตามปล่องเพชรหรือปล่องคิมเบอรีไลด์ก็มีผลมาจากจุดร้อนนั่นเอง เนื่องจากต้องมาจากที่ลึกและมีความดันสูง รูป 5.10 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างจุดร้อนทรีนดาดี (Trindade Hotspot) กับการเกิดคิมเบอร์ไลด์ และเพชรในลานแร่ของบราซิล

การที่จุดร้อนปรากฏในตำแหน่งคงที่เป็นเรื่องสำคัญเพราะการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก เป็นการทำลายตำแหน่งระบบพิกัดภูมิศาสตร์เดิมทั้งหมด ยกเว้นสนามแม่เหล็กโลก ดังนั้นในแผ่นเปลือกโลกแผ่นใดแผ่นหนึ่ง เราสามารถคำนวณหาขั้วการหมุนได้จากจุดร้อนเพียงจุดเดียว และหาอัตราการหมุนได้จากอัตราการย้ายที่ของภูเขาไฟที่อยู่ในแนวนั้นๆจากนั้นเราจึงคำนวณหาเส้นทางเดิน(trajectory) ของจุดร้อนอื่นบนแผ่นได้เทียบกับแนวภูเขาไฟจริงๆ ซึ่งโดยวิธีการคำนวณนี้ทำให้เราทราบว่าตำแหน่งจุดร้อนแทบไม่มีการเคลื่อนที่เลยในช่วง 10 ล้านปีที่ผ่านมา

ถ้าเราสามารถตรวจสอบความคงที่ของแนวจุดร้อน (hot-spot tracks) โดยการสร้างตำแหน่งของแผ่นเปลือกโลกใหญ่ๆ เสียใหม่ ณ ช่วงเวลาต่างๆ และวางแผ่นเปลือกโลกแผ่นหนึ่งให้อยู่เหนือจุดร้อน ถ้าจุดร้อนอยู่กับที่จริง จุดร้อนนั้นก็จะวางตัวตามแนวภูเขาไฟ ซึ่งด้วยวิธีนี้เราต้องอาศัยความรู้ทางธรณีวิทยา และตำแหน่งของแผ่นอย่างมาก และวิธีนี้ทำให้ Molnar & Atwater (1973) สรุปว่าในช่วง 120 ล้านปีที่ผ่านมา การเคลื่อนที่ตามแนวจุดร้อนต่างๆ อยู่ในอัตราความเร็วเฉลี่ยประมาณ 1.5 ซม.ต่อปี และภายในจุดร้อนพวกเดียวกันมีความเร็วประมาณ 2 ซม.ต่อปี ขณะที่ Duncan & Richard (1991) ได้ระบุว่าอัตราการเคลื่อนที่ (สัมพัทธ์) ของจุดร้อนทั้งหลาย อยู่ในช่วงประมาณ 2-5 มม.ต่อปี ในช่วง 120 ล้านปีที่ผ่านมา

Kaula (1975) ได้พยายามคำนวณหาความเร็วของแผ่นเปลือกโลก โดยกำหนดให้บริเวณของแผ่นมีการเคลื่อนที่ในแนวระดับที่น้อยที่สุด เมื่อเทียบกับส่วนลึกของโลกในเนื้อโลก ซึ่งผลการค้นพบเขาสรุปได้ว่า แผ่นสมุทรเหนือจุดร้อนเคลื่อนที่ในอัตรา 5 ซม.ต่อปี แผ่นทวีปเคลื่อนที่ด้วยความเร็ว

ประมาณ 1.5 ซม.ต่อปี ขอบแผ่นสมุทร-แผ่นสมุทร เคลื่อนที่ในอัตรา 2 ซม.ต่อปี แต่ขอบแผ่นทวีป-แผ่นสมุทร เคลื่อนที่ในอัตรา 1.5 ซม.ต่อปี Kaula (ปีเดียวกัน) จึงเชื่อว่าแรงที่กระทำต่อแผ่นธรณีภาคมีความสำคัญในการควบคุมตำแหน่งของของแผ่นที่มีการเสริมสร้างกันกับแผ่นที่มีการทำลายล้างกัน

การปะทุของภูเขาไฟในโลกมักปรากฏให้เราเห็นตามขอบแผ่น (plate-margin volcanism) แต่ก็มีอยู่หลายส่วนบนโลกที่เกิดขึ้นภายในแผ่น (intraplate volcanism) ตัวอย่างที่เห็นได้ชัดก็คือ แนวหมู่เกาะ และเขาใต้สมุทร (seamounts) เช่น หมู่เกาะฮาวาย-เอมเปอร์เรอร์ (Hawaii-Emperer) และหมู่เกาะมาร์ควีซาส (Marquesas islands) ในมหาสมุทรแปซิฟิก (รูป 5.6) ดูเหมือนว่าแนวหมู่เกาะเหล่านี้มักวางตัวเกือบขนานกัน ยิ่งถ้าเกาะเหล่านี้อยู่ประชิดติดกันเรามักเห็นเป็นแนวในพื้นมหาสมุทรที่เรียกว่าสันไร้การไหวสะเทือน (aseismic ridge) เช่น สัน 90° ตะวันออก (Ninety East Ridge) ในมหาสมุทรอินเดีย สันกรีนแลนด์-สกอตแลนด์ ในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ หรือสันริโอ แกรนดี (Rio Grade) และสันวัลวีส (Walvis Ridge) ในแอตแลนด์ติกใต้ สันและหมู่เกาะเหล่านี้ครอบคลุมพื้นสมุทรประมาณร้อยละ 10 ซึ่ง Crough (1979) เชื่อว่าเป็นตัวการทำให้เกิดทวีปรังสรรค์ (Epcirogeny) ได้

หมู่เกาะฮาวาย-เอมเพอร์เรอร์ เป็นหมู่เกาะในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางถึงตอนเหนือที่มีความยาวถึง 4,000 กิโลเมตร ซึ่งแสดงแนวที่เริ่มจากเกาะภูเขาไฟฮาวายทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ไปจนถึงภูเขาไฟดับสนิทและเกาะปุนลอม (guyots) ยุบตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ ผลการหาอายุของหินบนเกาะเหล่านี้แสดงให้เห็นว่าแนวเกาะภูเขาไฟมีการเคลื่อนตัวประมาณ 99 มม/ปี (Jackson และคณะ, 1970) และการที่แนวเกาะเปลี่ยนทิศไปเมื่อประมาณ 43 ล้านปีก่อน น่าจะเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงทิศการเคลื่อนที่ของมหาสมุทรแปซิฟิกนั่นเอง

กำเนิดของแนวเกาะภูเขาไฟฮาวายได้นำเสนอโดย ศาสตราจารย์ ทูโซ วิลสัน เมื่อประมาณช่วงห้าสิบปีมาแล้ว (Wilson, 1963) ซึ่งได้อธิบายว่าเกาะต่างๆ เหล่านี้เกิดจากแผ่นเปลือกสมุทรเคลื่อนผ่านจุดร้อนในเนื้อโลก (ส่วนล่าง) อันเป็นผลจากการพวยพุ่งเนื้อโลก (mantle plumes) ขึ้นมาข้างบนจนทำให้เปลือกโลกบริเวณนั้นบางลง (Olson & Nam, 1986) การพวยพุ่งเนื้อโลกทำให้หินที่ถูกพาขึ้นมาเกิดการหลอมละลายแบบลดความดัน (pressure-release melting) จนเกิดการแยกส่วน (differentiation) ภายในบริเวณพวยพุ่ง บางท่าน เช่น Turcottee & Oxburgh (1978) และ Pilger (1980) ค้านว่าหินหนืดอาจไหลพุ่งสู่ผิวโลกจากฐานธรณีภาค ตามรอยแตกที่มีอยู่บนพื้นสมุทรนั่นเอง แต่ก็มีผู้ค้านว่าถ้ามาจากรอยแตกจริง ทำไมแนวเกาะจึงขนานกันและมีอายุใกล้เคียนกัน ซึ่งทำให้เหลือเชื่อเกินไป อย่างไรก็ตามแนวคิดเรื่องการพวยพุ่งเนื้อโลกก็มีหลายคนเชื่อถือกันมาก จนทำให้จุดร้อยแต่ละจุดมีการตั้งชื่อกันและเชื่อว่าจุดร้อนนี้ไม่เปลี่ยนตำแหน่งมากนักตลอดช่วงที่มันปรากฏ (Duncan & Richards, 1991) และทำให้ Stothen (1993) ได้รายงานว่าจุดร้อนที่สำคัญๆ บนโลกมีประมาณ 40 จุดร้อน (ดูรูป 5.7)

Morgan (1981) ได้ใช้หลักการนี้อธิบายการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกตลอดช่วงเวลา 200 ล้านปีที่ผ่านมา (ดูรูป 5.8) ตามแนวคิดของเขา ทำให้อธิบายแนวทางการเคลื่อนที่ของทวีปอฟริกากับ

อเมริกา และเซนต์ เฮเลนา (St.Helena) ระหว่างบราซิลกับอฟริกาตะวันตกกำลังจะพัฒนาตัวให้เป็นจุดการแยกตัว (rifting) ในอนาคต

รูป 5.9 แสดงถึงแนวจุดร้อนในมหาสมุทรอินเดียที่เสนอโดย Duncan & Richards (1991) โดยพวกเขาได้ใช้จุดร้อนบนพื้นทะเลเชื่อมต่อกับจุดร้อนบนทวีป ตัวอย่างที่เห็นชัดคือ จุดร้อนที่ชื่อรียูเนียน (Reunion) ที่ไปเชื่อมต่อกับที่ราบสูงเดคคาน (Deccan Trap) ในอินเดียตะวันตก

แผ่นทวีปบางแผ่นก็ตั้งอยู่บนจุดร้อนเหมือนกัน แต่ก็พบได้น้อยกว่ามากและตรวจสอบได้ยาก เชื่อกันว่าจุดร้อนบนทวีปมักส่งผลให้เกิดการยกตัวเป็นโดม (dome) ได้ โดยการแทรกดันของหินอัคนีแบบแอลคาไลด์เสมอ Crough (1980) ได้รายงานไว้นานแล้วว่าหินคิมเบอร์ไลต์ที่ให้เพชรต่าจะมีกำเนิดมาจากจุดร้อนเหมือนกัน รูป 5.10 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างจุดร้อนทวินแดท (Trincfm) กับตำแหน่งปล่องคิมเบอร์ไลต์และลานแร่เพชร (diamond placers) ในบราซิล

การกำหนดให้จุดร้อนอยู่กับที่เป็นเรื่องสำคัญเพราะการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาคอาจทำลายตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ของจุดร้อน แต่ไม่สามารถทำลายค่าทางแม่เหล็กได้ แนวคิดดังกล่าวทำให้ McDougall & Duncan (1980) คำนวณได้ว่าตำแหน่งขั้วโลกไม่ได้เปลี่ยนแปลงเลยตลอดชั่วระยะเวลา 10 ล้านปีมานี้ ทำนองเดียวกันถ้าจุดร้อนอยู่ที่เดิมตลอดเวลา เราสามารถคำนวณหาทิศทางและอัตราการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาคได้ จากลักษณะการวางตัวของแนวเกาะภูเขาไฟต่างๆ Molnar & Atwater (1973) และ Burke และคณะ (1973) ได้สรุปว่าในช่วงเวลา 120 ล้านปีของการเกิดแนวหมู่เกาะจุดร้อนในมหาสมุทรแอตแลนติก อัตราการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกมีค่าประมาณ 15 มม ต่อปี ส่วนในมหาสมุทรแปซิฟิกและอินเดีย มีการเคลื่อนที่ของแผ่นที่เร็วกว่า คือ ประมาณ 20 มม ต่อปี ต่อมา Duncan & Richards (1951) ได้คำนวณการเคลื่อนที่ของแผ่นเชิงสัมพัทธ์และพบว่าอัตราการเคลื่อนของแผ่นน้อยมาก คือประมาณ 2-5 มม ต่อปี และผิดกับที่ Kaula (1975) ได้เสนอไว้ โดยเขาอธิบายว่าขอบแผ่นเคลื่อนที่ได้น้อยมากเมื่อเทียบกับภายในโลก และเขาสรุปว่าแผ่นเหลือกสมุทรเคลื่อนที่ประมาณ 50 มม ต่อปี แผ่นทวีปเคลื่อนที่ประมาณ 15 มม ต่อปี ขอบมหาสมุทรกับทวีปเคลื่อนประมาณ 15 มม ต่อปี ส่วนของมหาสมุทรกับมหาสมุทรเคลื่อนที่ประมาณ 20 มม ต่อปี

## 5.2 สันสมุทร

### *5.2.1 โครงสร้าง*

ลักษณะของสันสมุทรถูกควบคุมด้วยอัตราการแผ่ขยายพื้นทะเล (MacDonald, 1982) สันที่ความเร็วค่อนข้างช้า ประมาณ 1-5 ซม. ต่อปี เช่น สันกลางมหาสมุทรแอตแลนติก และสันสมุทรอินเดีย มักปรากฏร่องกลาง (median rift) เด่นชัด ซึ่งมักมีความกว้างประมาณ 30-50 กม. และลึก

ประมาณ 1.5-3 กม. นอกจากนั้นภูมิประเทศยังมีพื้นที่ขุขระมากอีกด้วย สันที่มีความเร็วประมาณ 5-9 ซม.ต่อปี เช่น สันสมุทรกาลาปากอส (Galapagos Ridge) และส่วนเหนือสุดของยอดสูงแปซิฟิกตะวันออก (East Pacific Rise) มักมีร่องกลางลึกเดียง 50 ถึง 200 เมตร แถมยังมีภูมิประเทศที่เป็นพื้นค่อนข้างราบ แต่ถ้าหากสันสมุทรเคลื่อนที่แบบเร็วมาก คือ มากกว่า 9 ซม. ต่อปี เช่น ยอดสูงแปซิฟิกตะวันออกทั่วไป มักไม่ปรากฏร่องกลาง และสภาพภูมิประเทศของยอดสันค่อนข้างเรียบ รูป 6.1 แสดงลักษณะภูมิประเทศ หรือรูปลักษณะของสันสมุทรทั้งสามแบบ ซึ่งอาศัยข้อมูลการหยั่งความลึกอย่างละเอียด (detailed bathymetry) โดยการใช้ทุ่นลึก (deeply towed instrument) ส่วนมากแกนสันสมุทรที่แผ่กว้างมักแสดงด้วยแนวภูเขาไฟแคบๆ ที่ถูกขนาบด้วยเขตรอยแตก แต่พอห่างจากแนวภูเขาไฟออกไปสภาพภูมิประเทศถูกควบคุมด้วยการแปรสัณฐานแตวดิ่งของรอยเลื่อนปกติ ด้วยเหตุนี้เมื่อห่างจากกลางสันออกไป ประมาณ 10 ถึง 25 กม. แผ่นธรณีภาคหรือแผ่นเปลือกโลกส่วนนี้จึงมักเสถียร (stable) และแข็งแกร่ง (rigid) บริเวณเสถียรตัวดังกล่าวนี้จัดเป็นเขตเหลือกโลกพอกพูน (crustal accretion zone) หรือเขตรอยต่อแผ่น (plate boundary zone) Carbotte & MacDonald (1994) ได้ค้นพบว่าเขตที่มีแกนสันสูงขึ้น มักมีความกว้างประมาณ 8 กม. และมักพบเห้นในบริเวณที่การแผ่ขยายพื้นทะเลเป็นแบบเว้าหรือเว้าปานกลาง พวกเขาอธิบายว่าพวกที่เคลื่อนที่เร็วมักมียอดสูงที่เกิดจากการลอยตัวของหินหนืดระดับตื้น ส่วนพวกที่มีความเร็วปานกลางมักมียอดสูงที่อาจเกิดจากการปะทุของภูเขาไฟ

การศึกษาร่องกลางเริ่มต้นในมหาสมุทรอินเดียระหว่างเส้นรุ้ง 36° 30’ และ 37° เหนือ ในบริเวณที่เรียก FAMOUS (เฟมัส-French American Mid – Buan Undersea Study) โดยใช้เรือดำน้ำและเรือเมื่อ 30 ปีที่แล้ว โดย Ballard & Van Andel (1977) ร่องกลางของสันสมุทรในบริเวณเฟมัส กว้างประมาณ 30 กม. และขนาบด้วยขอบที่ลึก 1.3 กม. จนถึง 2.8 กม. ในบางพื้นที่ร่องกลางอาจกว้างตั้งแต่ 1 ถึง 9 กม. โดยขนาบพื้นขั้นบันไดที่เกิดจากรอยแตก (ดูรูป 6.2) รอยเลื่อนปกติ ซึ่งควบคุมพื้นที่ขั้นบันได้ และผนังของร่องกลาง จึงเป็นตำแหน่งที่ก้อนเปลือกโลกส่วนนั้นสูงขึ้น จนในที่สุดพัฒนาเป็นผนังร่อง และเมื่อไกลออกไป จึงพัฒนาเป็นพื้นทะเล (หรือพื้นสมุทร) โดยการแผ่ขยายพื้นทะเล สำหรับสันกลางมหาสมุทรแดตแลนติกในบริเวณ 29° เหนือ โดยใช้เรือดำน้ำที่มีเครื่องหยั่งความลึกและกล้องถ่ายรูปที่ลากจูงมาด้วย การศึกษาของ Karson และคณะ (1987) ในบริเวณนั้นเป็นระยะทางยาวประมาณ 80 กม. ทำให้พบว่า การพัฒนาเป็นร่องกลางอาจเป็นกระบวนการที่เป็นวัฏจักรระหว่างการดึงออก และการปะทุของภูเขาไฟ ซึ่งได้แสดงในรูป 6.3 โดยทู่ปบนสุดแสดงร่องกลางที่แสดงด้วยเขตภูเขาไปลูกใหม่ (neovolcanic zone) และต่อมาเขตนี้จึงค่อยๆ ลดความกว้างลง จนในที่สุดจึงเกิดการแปรสัณฐานแบบดึงออกในแถบร่องกลาง

การศึกษายอดสูงแปซิฟิกตะวันออกโดย Bicknelt และคณะ (1988) ในบริเวณเส้นรุ้ง 19° 30’ ใต้ ทำให้สรุปได้ว่าการเกิดรอยเลื่อนในแถบนี้เด่นชัดมากกว่าในบริเวณสันกลางมหาสมุทรแอตแลนติก และรอยเลื่อนนี้เป็นตัวควบคุมความต่างระดับของพื้นที่ พวกเขายังพบว่ารอยเลื่อนปกติพวกนี้มีทั้งพวกที่เอียงเทเข้าหาสันและออกจากสันจนกลายเป็นผารอยเลื่อน (fault scarp) ทำให้เกิดสันนูน (horst) และ

แอ่งลึก (graben) และมีความแตกต่างจากพวกที่แสดงการแผ่ขยายท้องทะเลแบบช้าๆ ที่มักเกิดจากรอยเลื่อนปกติที่เอียงเทกลับ (back – tilted) และเทเข้าหา (inward – facing) ร่องสัน โดยส่วนใหญ่แล้วรอยเลื่อนประมาณ 8 กม. จากสันสมุทรมักเป็นรอยเลื่อนมีพลัง (active fault) และมักแสดงความอสมมาตร (หรือไม่สมมาตร) โดยมีปริมาณรอยเลื่อนมีพลังที่ทำให้เกิดแผ่นดินไหวมากทางฝั่งด้านตะวันออก และครึ่งหนึ่งของอัตราเร็วการแผ่กว้างพื้นทะเลจากรอยเลื่อนประมาณ 4.1 มม.ต่อปี

### *5.2.2 โครงสร้างธรณีภาคใต้สันสมุทร*

รูป 6.4 และ 6.5 แสดงถึงผลการศึกษาแรงโน้มถ่วงในลักษณะค่าผิดปกติฟรีแอร์ (free air anomalies) ซึ่งมีค่าเข้าใกล้ศูนย์บริเวณสันสมุทรแสดงถึงความสมดุลย์อย่างมีเสถียรภาพ ข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์บริเวณยอดสูงแปซิฟิกตะวันออก โดยเฉพาะจากการหักเหของคลื่นไหวสะเทือน ทำให้ Talwani และคณะ (1965) ค้นพบว่าเปลือกโลกบางกว่าที่ปรากฏในบริเวณคาบสมุทร (ocean basins) และความเร็วคลื่นในชั้นเนื้อโลกตอนใต้เปลือกโลกน้อยมาก (ดูรูป 6.4 Kearey) สำหรับหินเปลือกสมุทรชั้นบนมักพบได้ในพื้นที่ต่ำ และเห็นเปลือกสมุทรที่อยู่ลึกลงไปจะมีความต่อเนื่องกันไปขวางสันสมุทรได้ ยกเว้นในส่วนที่มีกระเปาะหินหนืดอยู่ในส่วนยอด โครงสร้างคล้ายๆ กันก็พบในบริเวณสันกลางมหาสมุทรแอตแลนติกเหมือนกัน ยิ่งถ้าเป็นชั้นเปลือกสมุทรที่อยู่ลึกลงไปดีกก็มีความต่อเนื่องข้างสันสมุทรได้

ดังนั้นถ้าเปลือกโลกใต้สันสมุทรไม่หนานัก การทดแทนเพื่อความเสถียรภาพจึงมักเกิดภายในเนื้อโลกตอนบนตามทฤษฎีของ Pratt สำหรับ Talwani (1965) ได้เสนอว่าความเร็วคลื่น (ไหวสะเทือน) ในเนื้อโลกตอนบนสอดคล้องกับส่วนบนของชั้นที่มีความหนาแน่นต่ำ ซึ่งความหนาแน่นนี้หาได้จากความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่นปฐมภูมิกับความหนาแน่นที่เรียกความสัมพันธ์นี้ว่าความสัมพันธ์เนฟี-เดรค (Nafe-Frake relationship) ที่คิดค้นโดย Nafe & Drake (1963) รูป 6.6 แสดงถึงมวลขนาดใหญ่ใต้สันที่มีความหนาแน่นที่แตกต่างจากเนื้อโลกรอบข้างประมาณ 0.25 Mg $m^3$ แต่มวลใต้สันนี้มีความยาวถึง 2,000 กม.และมีความลึกประมาณ 30 กม. ซึ่งในทางธรณีวิทยาเป็นการยากที่จะอธิบายหินที่ปรากฏภายในมวลขนาดใหญ่อันเป็นผลมาจากการหลอมละลายบางส่วน อย่างไรก็ตาม Keen & Tramontini (1970) ได้เสนอแนวคิดอีกแนวดังแสดงในรูป 6.7 ว่า มวลใต้สันสมุทรนี้อาจมีขนาดที่ยาวขนาดนั้น คือ ยางเพียง 1,000 กม. แต่อาจจะลึกถึง 200 กม. และมีความหนาแน่นที่แตกต่างจากเนื้อโลกข้างเคียงไม่มากนัก คือ เพียง – 0.04 Mg $m^{-3}$ ในปัจจุบันจากการศึกษาของ Anderson และคณะ (1992) โดยการใช้โทโมกราฟการไหวสะเทือน ทำให้เราทราบว่าบริเวณที่มีความเร็วต่ำใต้สันสมุทรนี้ปรากฏลงไปถึงความลึกประมาณ 100 กม. และพวกเขายังเชื่ออีกว่าใต้สันสมุทรคงจะเป็นมวลขนาดใหญ่ที่มีความหนาแน่นน้อย และมีลักษณะภูมิประเทศที่ลาดเอียงออกไปจากตัวสัน

### *5.2.3 การกำเนิดเนื้อโลกตอนบนใต้สันสมุทร*

จากการศึกษาของ Bott (1972) พบว่ามีแหล่งกำเนิดบริเวณความหนาแน่นต่ำใต้สันสมุทรอยู่ 3 แบบด้วยกัน คือ

(ก) การที่สสารส่วนบนของเนื้อโลกใต้สันสมุทรขยายตัวเนื่องจากความร้อน และตามด้วยการหดตัวของพื้นทะเล เนื่องจากพื้นทะเลแผ่ขยายออกด้านข้างห่างจากแหล่งความร้อนเรื่อยๆ ดังนั้นถ้าสมมติให้อุณหภูมิเฉลี่ยที่ความลึก 110 กม.ใต้แนวโมโฮ ที่ยอดสันสมุทรมีค่า 500° ซ. มากกว่าส่วนที่อยู่ข้างๆ โดยมีความหนาแน่นเฉลี่ย 3.3 $Mg/m^3$ และมีสัมประสิทธิ์การขยายตัว $3 \times 10^{-5}$ ต่อองศา ในกรณีนี้เนื้อโลกตอนบน ณ ความลึก 100 กม. ตรงจุดที่จะมีความหนาแน่น 0.05 $Mg/m^3$ ซึ่งน้อยกว่าพื้นมหาสมุทรที่อยู่ข้างๆ และถ้าเป็นลักษณะที่เสถียรภาพ บริเวณความหนาแน่นต่ำนี้ต้องรองรับสันสมุทรที่สูงถึง 2.2 กม. เหนือส่วนรอบข้าง

(ข) สารหลอมละลายที่ปรากฏภายในเนื้อโลก ถ้าการหลอมละลายบางส่วน (partial melting) มีค่าประมาณ 1 % ของมวลทั้งหมด ความหนาแน่นก็จะลดลงไปประมาณ 0.06 $Mg/m^3$ ณ ที่ระดับความลึก 100 กม. ด้วยความหนาแน่นที่แตกต่างจากบริเวณรอบข้าง ทำให้ยอดสันสมุทรสูงขึ้นประมาณ 0.25 กม. ลักษณะเช่นนี้ทำให้เชื่อกันว่าน่าจะมีการหลอมละลายบางส่วนปรากฏขึ้นบ้าง

(ค) การเปลี่ยนแปลงเฟสอันเนื่องมาจากอุณหภูมิ อุณหภูมิที่สูงมากบริเวณสันสมุทร ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงวิทยาแร่ที่มีความหนาแน่นต่ำ (หรือน้อย) โดยส่วนใหญ่เนื้อโลกตอนบนปกติมีสภาพเป็นหินไพโรไลต์ มีไพรอคซีน (pyroxene pyrolite) แต่เมื่อมีอุณหภูมิสูง ความดันต่ำ ณ ความลึก 40 กม. จากยอดสันสมุทร หินจะเปลี่ยนแปลงไปเป็นหินไพโรไลต์ มีไพรอคซีน ประมาณ 0.07 $Mg/m^3$ โดยทำให้ยอดสันสมุทรสูงขึ้นประมาณ 0.7 กม. แต่ปัญหาสำคัญคือ เนื้อโลกส่วนนี้กลับถูกทำให้ธาตุบางธาตุหมดไป โดยการหลอมละลายบางส่วน จนแพลจิโอเคลบส์ ไม่สามารถเกิดได้ในปริมาณมากได้

หลายคนจึงเชื่อว่าการยกตัวเป็นผลมาจากการขยายตัวและหดตัวจากความร้อนจนทำให้เราได้ลักษณะภูมิประเทศพื้นสมุทรที่แตกต่างกันออกไป การหลอดละลายบางส่วนลารเปลี่ยนเฟส อาจเป็นตัวแปรที่สำคัญ ดังนั้นแบบจำลองที่แสดงในรูป 6.6 จึงแทบเป็นไปไม่ได้ เพราะต้องการค่าความหนาแน่นที่แตกต่างกันมากเกินไป ด้วยเหตุนี้หลายคนจึงนิยมแนวคิดหรือแบบจำลองในรูป 6.7 มากกว่า แต่ก็มีข้อโต้แย้งบ้างว่าใช้ความหนาแน่นสูงเกินไป แต่ค่าความหนาแน่นที่ต่างกันกลับมีเพียงนิดเดียว และความลึกจนถึงฐานก็ยังมีค่ามากอีกด้วย ดังนั้นแบบจำลองที่ดูเหมือนจะเป็นไปได้มากที่สุด คือ ใต้สันสมุทร เนื่อโลกปกตินำจะมีความหนาแน่น 3.35 $Mg/m^3$ และเนื้อโลกที่ผิดปกติมีความหนาแน่น 3.28 $Mg/m^3$ โดยมีความลึกประมาณ 100 กม. เพื่อให้สอดคล้องกับข้อมูลทางธรณีวิทยาและธรณีฟิสิกส์

### *5.2.4 โครงสร้างระดับตื้นตรงแกนสันสมุทร*

แบบจำลองการเกิดแผ่นเปลือกสมุทรมักแสดงกระเปาะหินหนืดอยู่ภายในใต้สันสมุทร ซึ่งต่อมาเกิดการแยกลำดับส่วนในหินหนืด ทำให้กำเนิดชั้นมหาสมุทรขึ้น ซึ่งหลักฐานเกี่ยวกับกระเปาะหินหนืดได้จากข้อมูลการสำรวจทางคลื่นไหวสะเทือน

ในบริเวณยอดสูงแปซิฟิกตะวันออก ข้อมูลจากคลื่นไหวสะเทือนทำให้ทราบว่าเขตความเร็วต่ำชัดเจนประมาณ 2 กม. ใต้ยอดสูงนั้น ซึ่งข้างใต้บริเวณนั้นเป็นเนื้อโลกที่มีความเร็วต่ำมาก คือประมาณ 7.7 กม./วินาที ห่างจากยอดสันไกลออกไปเราไม่พบเขตความเร็วต่ำใต้เปลือกโลกที่มีอายุ 2.5 ล้านปี แต่กลับปรากฏเนื้อโลกผิดปกติแทน และเมื่อเปลือกโลกอายุ 5 ล้านปี จึงพบชั้นมหาสมุทรเก่าปรากฏไว้เหมือนเดิม และก็พบความเร็วของเนื้อโลกอยู่ในภาวะปกติ หลายคนสรุปว่ากระเปาะหินหนืดใต้สันไม่ใหญ่โตนัก อาจกว้าง 4 – 6 กม. หนาเพียง 100 เมตร (Harding และคณะ, 1989 Kent และคณะ, 1990)

ในบริเวณสันกลางแอตแลนติก Francis & Porter (1973) ได้ใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวประจำถิ่น (local earthquakes) และสรุปว่าเขตความเร็วต่ำ (ของแผ่นดินไหว) อยู่ลึกลงไปจากร่องกลางประมาณ 3 กม. ซึ่งน่าจะแสดงถึงกระเปาะหินหนืด ขณะที่ Marsh (1975) ได้ใช้วิธีการไหวสะเทือนหักเหแถบกลางสัน และรายงานว่าเขตความเร็วต่ำกว้างประมาณ 2 – 3 กม. และพบเข้าไปในเปลือกฏลกอีกประมาณ 2.5 กม. Calvert (1995) ได้ใช้วิธีการไหวสะเทือนสะท้อนแถบกลางสันประมาณ 27° น. และค้นพบว่ากระเปาะหินหนืดอยู่ลึกจากพื้นทะเล 1.2 กม. และมีความกว้าง 7 กม. ขณะที่ Fowler (1975) จากการศึกษาคลื่นแผ่นดินไหวทุติยภูมิที่เคลื่อนผ่านขวางสันสมุทร แย้งว่าไม่ปรากฏส่วนที่เป็นของเหลวเลย

จากการสำรวจสันสมุทรของทั้งสองมหาสมุทร ต่างสรุปเหมือนกันว่าน่าจะมีกระเปาะหินหนืดปรากฏใต้สันสมุทร ซึ่งอาจมีความกว้าง 4 – 6 กม. และลึกในเกณฑ์ประมาณ 1 – 3 กม. และอาจมีความกว้างตั้งแต่ไม่มากนัก คือ 10 กม. จนไปถึง 30 กม. ข้อมูลการสำรวจด้วยคลื่นแผ่นดินไหวทำให้เราไม่สามารถแยกแยะหินหนืดที่เป็นของไหลกับพวกที่มีลักษณะข้างต้นได้

การศึกษาของ Smith & Cann (1993) ทำให้เราทราบว่า กระเปาะหินหนืดใต้สันสมุทรไม่ใช่เป็นกระเปาะคงที่ (steady state) แต่กลับมีหลายกระเปาะแยกกันจนทำให้ได้ภูเขาไฟเป็นจุดๆ ขณะเดียวกัน Sinton & Detrick (1992) ได้ค้นพบว่าหินหนืดใต้สันสมุทรมีลักษณะเป็นกระเปาะร้อนคล้ายข้างต้น (mush) และมีโครงสร้างซับซ้อน ส่วนนอกเป็นส่วนที่เรียกเขตผันแผร (transition zone) ที่ประกอบด้วยผลึกร้อน และมีส่วนที่เป็นสารหลอมละลาย (melts) อยู่ระหว่างผลึกเพียงเล็กน้อย และส่วนในหรือแกนที่ประกอบด้วยผลึกและสารหลอดละลายรวมกันอยู่ คล้ายข้างต้นทำให้มีสภาพเป็นของไหลหนืด (ดูรูป 6.9) ของเหลวหลอดละลายสมบูรณ์แบบพบในสันสมุทรเคลื่อนตัวเร็ว ซึ่งหินหนืด

ปรากฏเป็นเลนซ์ของไหลเหนือส่วนที่เป็นข้าวต้มส่วนที่มีลักษณะคล้ายเลนส์นี้มีความกว้างหลายสิบกิโลเมตร ตามยอดสันสมุทร และมีความหนาเพียงเป็นร้อยๆ เมตรเท่านั้น ในทางตรงกันข้ามสันสมุทรเคลื่อนตัวที่มีกระเปาะหินหนืดไม่ใหญ่โต ทำให้พัฒนาเป็นเลนซ์ของไหลเหมือนของสันสมุทรเคลื่อนตัวเร็วไม่ได้ และการปะทุอาจเกิดขึ้นได้ต่อเมื่อมีปริมาณหินหนืดมากพอจากชั้นเนื้อโลก แบบจำลองเช่นนี้สอดคล้องอย่างดีกับข้อมูลคลื่นสั่นสะเทือนสะท้อนและศิลาวิทยา ซึ่งแสดงถึงหินหนืดเกิดการเปลี่ยนแปลงไปโดยการตกผลึก หรือผสมกับหินเปลือดโลกได้ ซึ่งกระเปาะมักไม่พบเป็นกระเปาะที่ใหญ่ และมีสสารผสมกันอย่างดี และยังช่วยอธิบายถึงการเกิดลำดับส่วนของการตกผลึกไม่มากานักในหินภูเขาไฟที่เกิดอยู่บริเวณสันสมุทรเคลื่อนตัวช้าได้ เพียงแต่ด้วยแบบจำลองนี้เราไม่สามารถอธิบายว่าหินแกมโบร (ในชั้น 3) ของสันสมุทรเกิดได้อย่างไร

จากการศึกษาบริเวณยอดสูงสันสมุทรแปซิฟิกตะวันออก พบว่าสันสมุทรถูกแบ่งเป็นท่อนๆ ตามแนวระดับ ซึ่งมักเป็นแกนสันสมุทรที่ไม่ต่อกัน (discontinnities) เช่น ร่องแพร่กระจาย (propagating rifts) หรือสันกลางสมุทรที่เกยซ้อนกัน (overlapping spreading centers หรือบางคนเรียกย่อๆ ว่า OSC) ในที่นี้ขอเรียกสันเกยซ้อน ซึ่งลักษณะพวกนี้มีการเปลี่ยนแปลงตำแหน่งได้ตามแนวดิ่ง สันเกยซ้อนนี้มักเกิดกับสันสมุทรเคลื่อนตัวเร็ว ซึ่งมีระยะเคลื่อนตามแนวระดับไม่เกิน 15 กม. และยากต่อการพัฒนาให้เกิดรอยเลื่อนแปลงรูปขึ้นในบริเวณสันสมุทรเคลื่อนตัวเร็ว เนื่องจากเปลือกโลกบริเวณแถบนั้นบางตัวลงมากและซ่อนตัว รูปร่างของสันเกยซ้อนมักไม่คงที่ (MacDonald & Fox, 1983) และมักเปลี่ยนแปลงไปตามลักษณะและทิศทางของแรงดึงออกที่มากระทำ (ดูรูป 6.10 a) คล้ายขี้ผึ้งที่ถูกกรีดด้วยมีด ซึ่งเมื่อถูกแรงดึงมากขึ้นแบบตั้งฉาก รอยกรีดจะยาวขึ้น (รูป 6.10 b) และในที่สุดเกิดแรงเฉือนและการซ้อนเกยกัน (รูป 6.10 c) และเมื่อเกิดแรงเฉือนมากขึ้น อาจทำให้สันเกยซ้อนสันหนึ่งไปต่อกับอีกสัน (รูป 6.10 d) และเมื่อเกิดการแผ่กว้างพื้นทะเล สันเกยซ้อนก็จะถูกละทิ้งและเป็นส่วนหนึ่งของพื้นทะเลที่ถูกลากจูงไป (รูป 6.10 e)

จากการศึกษาของ MacDonald และคณะ (1988) ทำให้ทราบว่า สันกลางสมุทรแบ่งออกเป็นท่อนๆ (segmented) ในหลายๆ ระดับ ในระดับต้นสันสมุทรอาจเป็นท่อนห่างกัน 300 – 500 กม. ในระดับกลางอาจแบ่งเป็นท่อนย่อยที่มีระยะห่าง 50 – 300 กม. และแยกจากกันด้วยรอยเลื่อนแปลงรูปที่ไม่แกร่ง ซึ่งมีผลต่อเปลือกสมุทรที่บางและร้อน และมีระยะเลื่อนออกจากกัน 3 – 5 กม. ในระดับปลายเป็นท่อนที่มีระยะห่างกัน 30 – 100 กม. และมีระยะเลื่อนเพียง 0.5 – 3 กม. ส่วนระดับปลายสุดมีระยะห่าง

## 5.3 ความแตกต่างระหว่างสันแผ่กว้างเคลื่อนที่เร็วกับช้า

การศึกษาในช่วงปลายศตวรรษที่ 20 ทำให้เราทราบว่ารูปลักษณ์ของสันสมุทร โดยเฉพาะลักษณะและวิวัฒนาการร่องกลางสมุทรมักสัมพันธ์กับอัตราการแผ่กว้างพื้นทะเลและการแทรกดันของ

หินหนืด (Morgan & Chen, 1993) โดยทั่วไปอัตราการแผ่กว้างและรูปลักษณ์ของพื้นทะเลมักสอดคล้องกับสันสมุทรที่ในทมะเลที่หดหรือขยายตัว ในมหาสมุทรที่กำลังขยายตัว (expanding ocean) เช่น แอตแลนติกและอินเดียการแผ่กว้างพื้นทะเลเป็นไปอย่างเชื่องช้า ทำให้สันสมุทรอยู่ตรงกลางมหาสมุทร กลายเป็นสันกลางสมุทรและร่องกลางพัฒนาตัวอย่างเห็นได้ชัดเจน ขณะที่ในมหาสมุทรที่กำลังหดตัว (contracting ocean) เช่น แปซิฟิก สันสมุทรไม่ได้อยู่ตรงกลางมหาสมุทรและร่องกลางพัฒนาได้ไม่ดี Mac Donald (1981) ได้พยายามสร้างสมมติฐานเพื่ออธิบายถึงการปรากฏและการไม่ปรากฏร่องกลางบนพื้นทะเล

แบบจำลองที่แสดงถึงการสูญเสียแรงดันน้ำ (hydrauliz head loss) ได้ให้ข้อสรุปว่าแรงหนืดภายในท่อที่หินหนืดดันตัวขึ้นมามีมากพอที่จะไปลดแรงดันน้ำได้ ผลทำให้เกิดเป็นแอ่งลึกหรือหุบลึกเหนือแกนสันสมุทร ดังนั้นการสูญเสีย(ความสูง)แรงดันน้ำจึงเป็นสาเหตุให้ผนังร่องหุบเขายกตัว (rift valley) จากพื้นหุบเขาได้ ซึ่งการสูญเสียความดันน้ำนี้เป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเร็วที่หินหนืดแทรกดันขึ้นมา และเป็นสัดส่วนผกผันกับเส้นผ่านศูนย์กลางของท่อส่งหินหนืด ดังนั้นถ้าอัตราเร็วของการแผ่กว้างต่ำ หินหนืดจะเคลื่อนตัวผ่านท่อส่งเล็กๆ ซึ่งเกิดจากหินในธรณีภาคที่เก่าได้ ถ้าอัตราเร็วของการแผ่กว้างสูง การสูญเสีย(ความสูง)แรงดันน้ำจึงมีน้อย ขณะที่ท่อส่งถูกปิดล้อมด้วยธรณีภาคที่ร้อนกว่า จึงทำให้ได้รูปลักษณ์พื้นทะเลที่ค่อนข้างราบมากกว่าเป็นร่อง

กลไกอีกอันหนึ่งเป็นกลไกที่ขึ้นกับความหนืด(viscosity)ของหิน โดยอธิบายว่าฐานธรณีภาคที่ดันขึ้นมาใต้สันสามารถทำให้เกิดแรงลากจูง(drag)ต่อธรณีภาคที่เกิดใหม่ได้ทั้งสองข้าง การลากจูงนี้ช่วยป้องกันไม่ให้เปลือกโลกหรือธรณีภาคขึ้นมาตรงส่วนยอดได้ ในขณะที่ธรณีภาคหรือเปลือกโลกด้านข้างยกตัวขึ้นจากการเลื่อนตัวตามระนาบรอยเลื่อนปกติ (ดูรูป 6.13)

อีกสมมติฐานหนึ่งเกี่ยวข้องกับการเกิดคอคอดต่อเนื่อง(steady state necking)ของเปลือกโลกหรือโรณีภาค ซึ่งในกรณีนี้ร่องกลางเกิดจากการบางตัวลงของเปลือกโลกในชั้นอันเป็นผลจากแรงดึงในสภาพ โดยที่ในลักษณะเช่นนี้ชั้นเปลือกโลกไม่แตกหักออกเนื่องจากมีสารเข้ามาเติมจากด้านล่าง ในกรณีที่เป็นสันแผ่กว้างความเร็วต่ำ ความแข้งแกร่งของเปลือกโลกหรือธรณีภาคมีมากพอที่จะทำให้เกิดคอคอดพัฒนาเป็นร่องกลาง(median rift)ได้ ส่วนกรณีถ้าเป็นกรณีสันแผ่กว้างความเร็วสูง เปลือกโลกส่วนที่สร้างใหม่ๆ มักมีความร้อนสูงมากพออยู่แล้ว จนทำให้การเกิดคอคอดเป็นเรื่องไม่สำคัญ

อย่างไรก็ตาม เดวิด (David, 1984) ได้เสนอแนวคิดตรงข้าม กล่าวคือเขาสนับสนุนการเกิดร่องกลางเป็นผลมาจากการวางซ้อนทับของการเปลี่ยนลักษณะแบบไม่ใช่ยืดหยุ่น อันเป็นผลจากการแทรกดันโดยหินอัคนีและเกิดรอยแตกมากมายตามพื้นทะเลตามทฤษฎีการเย็นตัวของแผ่น

บางท่านเชื่อว่าการแผ่กว้างแบบเร็วหรือช้าตรงสันกลางสมุทรอาจมีผลต่อชนิดหินและธรณีเคมีของหินบะซอลต์ได้ และไม่เกี่ยวกับกระบวนในชั้นเนื้อโลก ทั้งนี้เพราะหินหนืดปฐมภูมิตอนที่เกิดมามักมีลักษณะหรือสภาพทางเคมีกายภาพ (physico-chemical condition) แต่ภายหลังจากการเกิดหลอดละลายบางส่วนแล้วหินอัคนีมักเกิดการแยกลำดับส่วน(fractionation) ในภาวะที่ต่างกันการแผ่กว้าง

แบบช้า อาจทำให้เกิดกระเปาะหินหนืดที่ซับซ้อนได้ และเกิดการสะสมตัวของแร่แพลลิโอเคลสคัลเซียมสูง หนื้อหินที่แสดงปฏิกิริยาของแร่คอกกับเนื้อพื้นและการแยกตัวของแร่ไพรอคซีนออกมา ปรากฏการณ์เช่นนี้สอดคล้องกับรูปแบบของธาตุหายากในหินบะซอลต์จากสันกลางสมุทรแอตแลนติก ตามที่ได้อ้างอิงโดย Langmuir และคณะ (1986) ในทางตรงกันข้ามสันแผ่กว้างที่แร็วมักทำให้การสะสมตัวของแร่แพลจิโอเคลสเกิดไม่ได้มากนัก ซึ่งทำให้ได้เนื้อหินที่แสดงการทำปฏิกิริยาระหว่างแร่คอกกับเนื้อพื้นได้น้อย หินหนืดจึงมีองค์ประกอบของเหล็กสูง นอกจากนั้นกระเหินหนืดจึงมีลักษณะสมดุลย์หรืออยู่ตัว (steady-state)

## 5.4 ความสัมพันธ์ระหว่างอายุกับความลึกของแผ่นสมุทร

ขณะที่แผ่นเปลือกมหาสมุทรถูกสร้างขึ้นมาใหม่เคลื่อนตัวไกลออกจากสันกลางสมุทรมันก็เริ่มแยกตัวห่างจากแหล่งความร้อนที่อยู่ข้างใต้ จนทำให้แผ่นสมุทรนี้เย็นตัวลง ซึ่งอาจทำให้เกิดผลสองอย่างคือ แผ่นสมุทรหดตัวและมีความหนาแน่นสูงขึ้นและแผ่นสมุทรจะหนามากขึ้นเรื่อยๆ เนื่องจากรอยต่อระหว่างแผ่นธรณีภาคกับฐานธรณีภาคถูกควบคุมด้วยอุณหภูมิ ซึ่งอันหลังนี้ได้รับการยืนยันจากการสะท้อนของคลื่อนไหวสะเทือน จากการศึกษาในมหาสมุทรแปซิฟิกพบว่าความหนาของแผ่นสมุทรเพิ่มขึ้นเพียงไม่กี่กิโลเมตรจากสันสมุทรไปเป็น 35 กิโลเมตร เมื่อแผ่นสมุทรมีอายุได้ 15 ล้านปี และหนาถึง 70 กม เมื่อมีอายุ 50 ล้านปี

การเย็นตัวและหดตัวของธรณีภาคทำให้ความลึกของแผ่นสมุทรจากสันสมุทรมากขึ้นเรื่อยๆ เมื่ออยู่ห้างจากสันสมุทร(Sclater & Franchetear, 1970) รวมถึงการไหลร้อนที่ลดน้อยลงตามไปด้วย ความกว้างของสันสมุทรขึ้นอยู่กับอัตราการแผ่กว้างของพื้นทะเล ซึ่งทำให้เราทราบว่ามหาสมุทรแปซิฟิกแผ่กว้างได้เร็วกว่าและมากกว่ามหาสมุทรแอตแลนด์ติก จากปรากฏการณ์เช่นนี้ทำให้ Parsons & Sclater (1877) ได้สร้างความสัมพันธ์ระหว่างอายุกับความลึกถึงผิวแผ่นสมุทรได้จากสมการ 6.1

$$d = 2{,}500 + 350\sqrt{t} \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (6.1)$$

โดยที่ d = ความลึก และ t = อายุ(ล้านปี) ซึ่งสมการนี้ใช้ได้ผลเฉพาะหินมหาสมุทรที่มีอายุน้อยกว่า 80 ล้านปีหรือในช่วงอายุมหายุคซีโนโซอิค เพราะแผ่นสมุทรยิ่งแก่กว่านี้ ความลึก Parson & McKengic (1978) ได้อธิบายว่าแผ่นสมุทรประกอบด้วย 2 ส่วน แทนที่จะเป็นส่วนเดียวอย่างง่ายๆ ที่ Parsons & Sclater (1977) ได้อธิบายไว้ ตามทฤษฎีของ Parson & McKenzie (1978) แผ่นสมุทรส่วนบนเป็นส่วนที่ความร้อนในหินเคลื่อนที่โดยการนำความร้อน (conduction) และแผ่นสมุทรส่วนบนนี้หินมีสภาพแกร่ง (rigid) ขณะที่แผ่นสมุทรส่วนล่างหินแกร่งน้อยกว่า มีความหนืดหรือความอ่อนตัวมากกว่าและมีความร้อนมากกว่า ขณะที่แผ่นสมุทรเคลื่อนตัวห่างไปจากสันสมุทร ความหนาของส่วนทั้งสองก็เพิ่มขึ้นตามไป แต่พอถึงจุดหนึ่งที่ความหนาของส่วนล่างไม่เพิ่มขึ้นและเริ่มเป็นสภาพเป็นการหาความร้อน จนทำ

ให้ฐานหรือด้านล่างของแผ่นสมุทรส่วนบนร้อนจัดมากและทำให้มันหนาเท่าๆ กัน จนทำให้ได้ความสัมพันธ์สำหรับกรณีหินมหาสมุทรที่มีอายุมากกว่า 80 ล้านปี จากสมการ 6.2

$$d = 6400 - 3200 \exp(-t/62.8) \quad \ldots\ldots\ldots \quad 6.2$$

โดยพิจารณาจากรูป 6.14 Renkin & Slater (1985) ได้ค้นพบต่อมาว่าสมการ 6.2 นี้สามารถใช้กันได้ทุกพื้นที่ของมหาสมุทรแปซิฟิก

## 5.5 กำเนิดเปลือกสมุทร

ผลการศึกษาของ Cann (1974) ทำให้เกิดแบบจำลองเกี่ยวกับกระบวนการทางศิลาวิทยาที่เกิดขึ้นที่สันสมุทร ในรูป 6.15 แสดงถึงแบบจำลองซึ่งเป็นที่ยอมรับในปัจจุบันว่าบริเวณสันสมุทรเป็นจุดที่สารจากฐานธรณีภาคลอยตัวขึ้นข้างบนด้วยความเร็วมากพอที่แทรกผ่านแนว(รอยแตก)แคบๆ และยิ่งลอยผ่านแนวหรือเส้นการหลอมละลาย (basalt melting curve) มากเท่าใด ปริมาณการหลอมละลายไปเป็นหินบะซอลต์ก็จะมากขึ้นและมีปริมาณมากพอที่จะทำให้เกิดเป็นกะเปาะหินหนืด (magma chamber)ได้ภายในชั้นแผ่นสมุทรที่สาม(layer 3 ในรูป 6.15) ส่วนของหินหนืดนี้ปะทุขึ้นมาถึงพื้นมหาสมุทรผ่านรอยแตกจนทำให้เกิดหินละลายรูปหมอน(pillow lava)ได้ ซึ่งหินละลายนี้วางตัวอยู่เหนือผนังหิน(dyke) ซึ่งทั้งชั้นหินละลายรูปหมอนและชั้นผนังหินประกอบกันขึ้นมาเป็นชั้นแผ่นสมุทรที่สอง Kidd (1977) ได้พยายามเปรียบเทียบกับชุดโอฟิโอไลต์ที่ปรากฏจริงบนพื้นโลก โดยชั้นที่สองซี(layer 2 c)ประกอบด้วยผนังหินแบบแผ่น(sheet dyke) ซึ่งแทรกตัวผ่านเข้ามาในแนวที่มีรอยแตกหนาน้อยกว่า 50 เมตร ซึ่งแสดงถึงบริเวณที่เกิดการตึงออกอย่างมาก (highly extensional regime) ผนังหินประมาณ 10 % ที่ตัดผ่านขึ้นมานี้มักแสดงขอบเย็นเฉียบ (chilled margin) มากกว่าอีกขอบด้านตรงข้าม ซึ่งแสดงให้เห็นว่าผนังเดิมถแทรกด้วยผนังที่อายุอ่อนกว่า ขณะที่แผ่นสมุทรเคลื่อนที่ออกจากสันสมุทร ภาวะเช่นนี้อธิบายถึงความสมมาตรของพื้นมหาสมุทรจากสันสมุทรออกไป ดังนั้นผนังหินชุดใหม่แทรกเข้ามาในบริเวณผนังชุดก่อนที่ยังร้อนอยู่ซึ่งมีความอ่อนตัวมากกว่าพวกที่อายุแก่กว่า ส่วนหินละลายที่แทรกผ่านผนังหินขึ้นมาจะสัมผัสกับน้ำทะเลอย่างเร็ว ทำให้ได้หินละลายรูปหมอน ซึ่งอาจเย็นตัวและไหลไปเป็นระยะทาง 2 กม ก่อนที่หินละลายจะแข็งตัว ต่อมาหินละลายเหล่านี้อาจผ่านกระบวนการแปรสภาพได้ (ดูรายละเอียดเพิ่มเติมในบทที่ X X X X )

ณ ที่ระดับลึกแผ่นเปลือกสมุทรพัฒนาจากการตกผลึกในบริเวณแกนกะเปาะหินหนืด (รูป 6.15) แร่แรกๆ ที่ตกผลึกก่อนคือ แร่โอลิวีน และแร่สปิเนลชนิดโครม(chrome spinel) ซึ่งตกจมผ่านของไหลในกะเปาะหินหนืดลงไป เกิดเป็นส่วนฐานที่ประกอบด้วยหินดันไนต์ ซึ่งอาจมีแร่โครไมต์อยู่ด้วยได้

และเมื่อการเย็นตัวดำเนินไปแร่ไพรอคซีนจึงตกผลึกและสะสมตัวเป็นชั้นของหินเพอร์โดไทต์ (ซึ่งประกอบด้วยแร่โอลิวีนและไพรอคซีน) แต่ต่อเลยขึ้นไปยังชั้นบนๆ จะกลายเป็นส่วนของหินไพรอคซีไนต์ มื่อปริมาณแร่ไพรอคซีนเพิ่มมากขึ้น ในที่สุดแร่แพลจิโอเดลล์จึงตกผลึกตามมาและกลายเป็นชั้นของหินแกบโบรมินโอลิวีน ส่วนที่เหลือในกะเปาะหินหนืดเป็นพวกของเหลวส่วนที่เหลือ (residual lizuid) ซึ่งมีปริมาณมากมาย พออุณหภูมิลดลงมาเพียงนิดเดียวก็จะตกผลึกกลายเป็นหินแกบโบรมวนแน่น (isotropic gabbro) อยู่บนชั้นบน ซึ่งต่อจากนั้นจึงเป็นส่วนที่เหลือค้างที่มีประมาณก๊าซค่อนข้างมาก แต่มีจำนวนไม่มากเท่าใดนักและประกอบด้วยแร่แพลจิโอเดลส์และคอว์ต ซึ่งตกผลึกตอนหลังสุดและแทรกดันเข้ามาในหินอัคนีอีกทีในรูปของสายแร่หรือผนังหินจำพวกแพลจิโอแกรนิตี้ (plagio-granite) ส่วนสุดท้ายที่เหลืออยู่เป็นพวกสารละลายหรือของไหล ซึ่งอยู่ส่วนบนสุดของกระเปาะหินหนืดจึงอาจเข้าทำปฏิกิริยาเคมีกับหินหนืด เพื่อทำให้เกิดการเปลี่ยนสภาพหินในภาพหลังได้เมื่อผสมหรือเข้าทำปฏิกิริยากับน้ำทะเล

หินแกรโบรทั้งสองชั้นซึ่งได้แก่ พวกแสดงชั้น และพวกมวลแน่น สามารถเทียบเคียงได้กับชั้นแผ่นสมุทร 2 ชั้นที่ได้จากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนที่เรียกชั้น 3A และ 3B ตามลำดับ สำหรับส่วนที่เป็นหินอัคนีสีเข้มจัดที่เป็นผลึกสะสม (cumulate) ซึ่งประกอบด้วยแร่โอลิวีนและไพรอคซีน เป็นตัวควบคุมความเร็วคลื่นไหวสะเทือนใต้โมโฮ (sub-Moho seismic velocity) ด้วยเหตุนี้แนวโมโฮจึงเกิดอยู่ภายในกระเปาะหินหนืดใต้ชั้นหินอัคนีสีเข้ม ห่างออกไปจากแกนสันสมุทร (ridge axis) ในสภาพแวดล้อมที่มีอุณหภูมิต่ำลง ส่วนบนสุดของชั้นหินอัคนีสีเข้มจัดมักถูกแปลงเปลี่ยนให้มีน้ำ (hydrated) อยู่ในหินด้วย (จนหินกลายสภาพเปลี่ยนเป็นหินเซอร์เพนทิไนต์) ซึ่งยังผลให้ในชั้น 3B มีความเร็วคลื่นแผ่นดินไหวที่ต่ำลง ด้วยเหตุนี้นักธรณีฟิสิกส์จึงมักพูดว่า แนวโมโฮธรณีฟิสิกส์ (geophysical Moho) หรือแนวโมโฮไหวสะเทือน (seismic Moho) อยู่ในระดับความลึกหนึ่งภายในชั้นหินอัคนีสีเข้มจัด ด้วยความไม่แน่นอนในเรื่องความลึกนี่เองในการกำหนดแนวโมโฮทางธรณีฟิสิกส์ นักศิลาส่วนใหญ่จึงมีแนวโน้มที่จะให้ฐานของเปลือกโลกอยู่ตรงส่วนฐานของกระเปาะหินหนือ ซึ่งก็คือส่วนที่ลึกกว่าของธรณีฟิสิกส์ (รูป 6.15) ซึ่งเป็นส่วนที่เริ่มมีหินดันไนต์/โครมิไทต์ (dunite-chromitite horizon) และเรียกแนวโมโฮลักษณะนี้ว่า แนวโมโฮศิลาวิทยา อันเป็นส่วนต่อระหว่างเปลือกโลกกับเนื้อโลก

หลายคน เช่น Cann, (1974) พยายามศึกษาว่าโครงสร้างเปลือกสมุทรจะเปลี่ยนแปลงหรือไม่เมื่ออัตราการแผ่กว้างเปลี่ยนไป ซึ่งต่อมาสรุปกันว่าความหนาของเปลือกโลกอาจคงที่ เพราะปริมาณของหินหนืดขึ้นกับอุณหภูมิของสารในเนื้อโลกที่พวยพุ่งขึ้นมา ซึ่งทำให้ควบคุมความลึกที่การหลอมละลายบางส่วนจะเกิดขึ้น และเชื่อกันว่าปรากฏการณ์นี้คจะเกิดขึ้นทุกสันสมุทร จึงทำให้ความหนาของแผ่นเปลือกโลกคงจะไม่แตกต่างกันเท่าใดนัก แต่หลายคนเชื่อว่าโครงสร้างภายในของเปลือกโลกอาจเปลี่ยนแปลงได้เมื่อความเร็วในการแผ่กว้างท้องทะเลเพิ่มขึ้น เป็นที่เข้าใจกันว่าช่วงห่างระหว่างผนังหินที่แทรกดันเข้ามาลดลงเพื่อให้ผนังหินเย็นตัวได้ช้าลงระหว่างผนังหินสองผนัง และด้วยเหตุนี้จึงเป็นเหตุให้ความหนาของผนังหินลดลงในสันสมุทรที่เคลื่อนตัวเร็วเมื่อหินละลายแทรกดันเข้ามาจนปราศจาก

ผนังหิน และทำให้เปลือกโลกประกอบด้วยหินละลายรูปหมอนวางตัวอยู่บนหินโคลีไลด์(หรือไดอาเบส) ซึ่งกลายไปเป็นหินแกบโบรเลย เชื่อกันว่าเมื่อการแผ่กว้างพื้นทะเลเพิ่มความเร็วมากขึ้น ความเค้นจึงเข้าไปสะสมในบริเวณชั้นที่บางกว่าและเกิดการแตกหัก(fracturing)ได้มากกว่า จนทำให้ความกว้างของแต่ละผนังหินลดลงเมื่อความเร็วการแผ่กว้างพื้นทะเลมากขึ้น

แม้ความเร็วการแผ่กว้างท้องทะเลจะเพิ่มมากขึ้นส่วนที่ลึกลงไปในเปลือกโลกคงไม่มีผลมากนัก และกระเปาะหินหนืดจะกว้างออกได้มากขึ้น อย่างไรก็ตามจากการศึกษาของ Sleep (1975) ทำให้เชื่อว่ากะเปาะหินหนืดจะคอยู่ได้ถ้าอัตราการแผ่กว้างพื้นทะเลมากกว่า 5 มม/ปี และเชื่อว่าน้ำทะเลจะซึมเข้ามาตามรอยแตกจนเกิดการเปลี่ยนแปลงโดยน้ำร้อนได้ไม่ลึกกว่า 2 กิโลเมตร ส่วน Detrick และคณะ (1987) เชื่อว่าขอบด้านบนของกะเปาะหินหนืดจะลาดชันลดลงเมื่ออยู่ห่างจากแกนสันสมุทรออกไป เชื่อว่าการตกตะกอนนอนก้นของผลึกแร่ลงไปบนฐานกะเปาะหินหนืดทำให้พื้นกะเปาะแบนราบในส่วนต่อระหว่างหินแกบโบรเนื้อแน่นและเป็นชั้น

แบบจำลองเปลือกสมุทรด้านศิลาวิทยากับด้านธรณีฟิสิกส์เรื่องอุณหภูมิ (thermal model) สอดคล้องกันได้ดีในเรื่องการเกิดเปลือกสมุทรและการจัดตัวเป็นชั้นในชุดหินโอฟิโอไลต์ เพราะทุกแบบจำลองเชื่อว่ามีกะเปาะหินหนืดอยู่ใต้สันสมุทร เพียงแต่รูปร่างจะเป็นอย่างไรอาจไม่เหมือนกัน ระหว่างแบบจำลองทั้งสองแบบ จนทำให้ปัจจุบันเชื่อว่ากะเปาะหินหนืดอาจมีได้ทั้งแบบที่เป็น “หยดน้ำตา” (teadrip-shape) และแบบที่เป็น “กะเปาะรูปเห็ด” (mushroom-shape)

## 5.6 การเปลี่ยนทิศร่องสมุทร (Rift Tropagation)

เป็นที่เชื่อถือกันมานานมากตั้งแต่ที่ Menard & Atwater (1968) ได้เสนอว่าในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ สันสมุทรเปลี่ยนทิศทางการแผ่กว้างถึง 5 ครั้ง โดยอาศัยทิศของรอยเลื่อนแปลงรูป (transform faults) และสภาพแม่เหล็กบรรพกาล พวกเขาทั้งสองเชื่อว่าการปรับทิศร่องสมุทรคงเป็นแบบค่อยเป็นค่อยไปตามกาลเวลา (รูป 6.16 a) ซึ่งอาจเป็นผลเนื่องจากเกิดการหมุนตัวของสันสมุทร (rotation model) อาจเป็นผลจากการเปลี่ยนแปลงรูปแบบสภาวะแม่เหล็กบรรพกาล ผลทำให้ได้แนวสันสมุทรยาวๆ อาจถูกแบ่งออกเป็นท่อนเล็กๆ (segmented) ที่เรียกสันขั้นบันได (stepped ridge) เพื่อให้สันสมุทรหมุนได้ง่ายขึ้นจนสอดคล้องกับแนวแม่เหล็กรูปพัด (fanlike magnetic anomaly) และทำให้เกิดแนวรอยเลื่อนแปลงรูปได้ง่ายด้วย

สำหรับทฤษฎีหรือข้อสมมติฐานใหม่กว่าซึ่งเสนอโดย Hey และคณะ (1988) และ Kleinrock & Hey (1989) เชื่อว่าการเปลี่ยนทิศการแผ่กว้างเองทำให้เกิดสันสมุทรใหม่และการแผ่กว้างออกไปโดยการใช้หรือตัดกับสันสมุทรเดิม (รูป 6.17 a) ด้วยแบบจำลองของพวกเขาทำให้เกิดคำว่า “ร่องสมุทรเปลี่ยนทิศ” (propagating rift) ด้วยเหตุนี้ร่องสมุทรเก่าที่พวกเขาเรียก “ร่องสมุทรหมดวาระ” (doomed rift) จึงถูกแทนที่ไปเรื่อยๆ ด้วยร่องสมุทรใหม่ที่แพร่เข้ามาแทนที่ ที่พวกเขาเรียก “ร่องสมุทรเปลี่ยนทิศ”

นั่นเอง โดยมีรอยต่อระหว่างร่องสมุทรเก่าและใหม่ด้วย “รอยเลื่อนเทียม” (pseudo fault) โดยมีหัวรูปตัว V (วี) ชี้ไปทิศที่เกิดการเคลื่อนที่ และระหว่างร่องสมุทรเปลี่ยนทิศกับร่องไม่พัฒนา (failed rift) เป็นบริเวณที่เปลือกโลกเปลี่ยนจากแผ่นเก่าเป็นแผ่นใหม่จนทำให้เกิดเป็นแนวเลื่อนเฉือน ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิประเทศใต้ทะเลและแนวแม่เหล็กบรรพกาลอย่างฉับพลันจึงเกิดขึ้นในระหว่างร่องไม่พัฒนากับรอยเลื่อนเทียมนี้ ตามแนวคิดที่ใหม่กว่านี้สันสมุทรใหม่แพร่ออกไปอย่างสมมาตร (symmetrical accretion) โดยการแตกแผ่นเปลือกโลกที่เกิดจากร่องเก่า จนทำให้เกิดแนวรอยแตกระยะคงที่ (evenly spaced Practure, ดูรูป 6.17 b) ขึ้น ซึ่งปรากฏอยู่ระหว่างร่องไม่พัฒนากับร่องสมุทรเปลี่ยนทิศเท่านั้น และรอยแตกนี้จะไม่เกิดจนกว่าการเปลี่ยนทิศจะสมบูรณ์ ดังนั้นรอยแตกตามแนวคิดใหม่นี้จึงไม่ใช่พื้นที่ที่พื้นทะเลแผ่ขยายแบบอสมมาตร

Engeln และคณะ (1988) ชี้ให้เห็นว่าบริเวณที่อยู่ระหว่างร่องสมุทรหมดวาระกับร่องสมุทรเปลี่ยนทิศอาจใช้เวลายาวนานกว่าจะพัฒนาได้ เพราะสันใหม่ต้องอาศัยเวลานานกว่าจะมีอัตราการแผ่กว้างทะเลถึงจุดเต็มที่ ในมาตราส่วนขนาดเล็กเพียง 7-8 กิโลเมตร การพัฒนาอาจเป็นเพียงการเกยกันของสันสมุทร แต่ในมาตราส่วนขนาดใหญ่หลายร้อยกิโลเมตรกลไกดังกล่าวอาจก่อให้เกิดแผ่นเปลือกโลกเล็กๆ (micro plate) ระหว่างร่องสมุทรทั้งสองได้ ตัวอย่างเช่น แผ่นอิสเตอร์และแผ่นฮวนเปอร์นานเดส (Easter & Juan Fernandez microplates) ที่อยู่ระหว่างสันสมุทรแปซิฟิกตะวันออก (Searle และคณะ , 1989)